



## Novos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos sobre a área de concessão de Boa Fé (Montemor-o-Novo, Zona de Ossa-Morena)

### *New petrographic, geochemical and isotopic data on the Boa Fé gold prospect (Montemor-o-Novo, Ossa-Morena Zone)*

**Lopes, L.<sup>1</sup>; Santos, J. F.<sup>1\*</sup>; Sousa, J. C.<sup>2</sup>; Ribeiro, S.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Geobiotec, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal. [luislopes@ua.pt](mailto:luislopes@ua.pt); [jfsantos@ua.pt](mailto:jfsantos@ua.pt)

<sup>2</sup> Colt Resources, Beloura Office Park, 2710-693 Sintra, Portugal

#### Resumo

A área do estudo situa-se na Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (Maciço de Évora, Zona de Ossa-Morena - ZOM). O trabalho incidiu sobre amostras de metassedimentos e metabasitos da Série Negra (Ediacarano), bem como de granitos tardi-variscos. Os metassedimentos vão de micaxistos a paragneisses com a associação, de pico metamórfico,  $Qz+Pl+Bt+Ms+Opq \pm Tur \pm Sil \pm Crd \pm Zrn$ . Os metabasitos são anfíbolitos com paragéneses  $Pl+Hbl+Qz+Mag+Ilm \pm Bt$ . Quer nos metassedimentos quer nos metabasitos, existem testemunhos de duas fases de deformação importantes, sendo uma xistosidade de crenulação a estrutura mais penetrativa. Aquelas duas fases de deformação dúctil deverão corresponder às fases variscas D1 e D2 do autóctone da ZOM. Ocorreu ainda deformação posterior, testemunhada por *kinks* e processos de subgranulação e recristalização afetando alguns grãos em zonas confinadas às proximidades imediatas de fraturas tardias, a qual deverá relacionar-se com a fase D3. Os granitos tardi-variscos são fortemente peraluminosos, tendo como minerais mais abundantes quartzo, microclina, plagioclase sódica e moscovite. Como acessórios ocorrem biotite, zircão, apatite, opacos, turmalina e silimanite. Em termos isotópicos, os valores de  $\epsilon Sr_{320Ma}$  variam entre +93 e +182, enquanto a gama de valores para  $\epsilon Nd_{320Ma}$  vai de -6.7 a -9.0, compatíveis com um forte contributo de anatexia dos metassedimentos da Série Negra na génese dos magmas que deram origem aos granitos tardi-variscos.

Palavras-chave: concessão de Boa-Fé, Série Negra, Zona de Ossa-Morena, granitos tardi-variscos, composições isotópicas de Sr e Nd

#### Abstract

The study area is located within the Montemor-o-Novo Shear Zone (Évora Massif, Ossa-Morena Zone - OMZ). The analysed samples are of metasediments and metabasites of the Série Negra lithostratigraphic unit (Ediacaran) and of late-Variscan granites. The metasediments are micaschists to paragneisses displaying  $Qz+Pl+Bt+Ms+Opq \pm Tur \pm Sil \pm Crd \pm Zrn$  as peak metamorphic assemblage. The metabasites are amphibolites displaying the paragenesis  $Pl+Hbl+Qz+Mag+Ilm \pm Bt$ . Microstructures observed in both types of metamorphic rocks document two major ductile deformation phases. The most penetrative tectonic anisotropy is a crenulation schistosity. Those major deformation phases probably correspond to the Variscan D1 and D2, previously recognized in the autochthon of the OMZ. There is also evidence for a later deformation stage, likely related to the Variscan D3: some grains, in narrow zones adjacent to late fractures, show kinks or were affected by subgranulation and recrystallization. The studied late-Variscan granites are strongly peraluminous, and have quartz, microcline, Na-plagioclase and muscovite as the most abundant minerals. Biotite, zircon, apatite, opaques, tourmaline and sillimanite occur as accessory minerals. Considering isotope geochemistry,  $\epsilon Sr_{320Ma}$  varies between +93 and +182, whilst the  $\epsilon Nd_{320Ma}$  values go from -6.7 to -9.0. These data can be explained by a strong involvement of anatexis of the Série Negra metasediments in the genesis of the granitic magmas.

Keywords: Boa-Fé gold prospect, Série Negra, Ossa-Morena Zone, late-Variscan granites, Sr and Nd isotope compositions



## **Introdução e enquadramento geológico**

A concessão da Boa-Fé, que se situa no concelho de Montemor-o-Novo, tem sido objeto da prospeção de depósitos auríferos, a qual tem incidido particularmente em vários locais, como são os casos de Chaminé e Casas Novas, de onde provieram as amostras (obtidas a partir de testemunhos de sondagens) sujeitas ao estudo petrográfico, geoquímico e isotópico apresentado sumariamente neste trabalho. Em termos geológicos, a área de estudo situa-se na Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (Pereira *et al.*, 2013), a qual é considerada parte integrante do Maciço de Évora, por seu turno situado na Zona de Ossa-Morena (ZOM), uma das grandes divisões geotectónicas da cadeia varisca ibérica. Segundo Pereira *et al.* (2013), a sequência estratigráfica da área de Santiago do Escoural começa, na base, com a Série Negra (Proterozoico superior), aqui representada pela Formação do Escoural (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994), a que se sucede o denominado Complexo Ígneo e Sedimentar de Monfurado, do Câmbrio inferior-médio. Na mesma área, verifica-se ainda a existência de várias intrusões graníticas variscas. Visto que estes granitos não testemunham deformação tectónica significativa é-lhes atribuída instalação tardia durante o ciclo varisco, embora não se deva esquecer que a deformação se manifesta de maneira diferente, e com cronologia variável, de um setor para outro numa cadeia orogénica. Deste modo, a indicação dos granitos da zona estudada como tardios deve ser entendida como referindo-se à deformação mais importante testemunhada nesta área. No Maciço de Évora, o plutonismo é predominantemente calco-alcalino (Moita *et al.*, 2009), embora sejam descritos vários testemunhos de processos de fusão de metassedimentos (e.g.: Carvalhosa &

Zbyszewski, 1994; Moita *et al.*, 2009), responsáveis pela génese de magmas peraluminosos.

## **Caraterísticas gerais das litologias estudadas**

Os metassedimentos estudados da Formação do Escoural tratam-se de micaxistos passando a paragneisses, testemunhando variações nas proporções das componentes pelítica e psamítica nos respetivos protólitos. A associação mineralógica dos metassedimentos é a seguinte: quartzo + plagioclase + biotite + moscovite + opacos ± turmalina ± silimanite ± zircão ± cordierite. Os opacos são magnetite, ilmenite e grafite, da evolução metamórfica prógrada, bem como arsenopirite, loellingite, pirite, esfalerite, calcopirite e pirrotite, essencialmente relacionados com fenómenos hidrotermais tardios. Dentro destes últimos fenómenos, a loellingite parece corresponder a uma etapa anterior à que levou à formação de arsenopirite e dos sulfuretos. As texturas podem ser classificadas como granolepidoblásticas, devido à presença de faixas essencialmente granoblásticas de quartzo e plagioclase, cujos grãos variam normalmente entre 0,2 e 0,5 mm, coexistindo com faixas em que predominam biotite e moscovite dispostas segundo uma orientação preferencial. Nalguns casos, as texturas são porfiro-granolepidoblásticas, quando se destacam porfiroblastos de minerais opacos, nomeadamente arsenopirite e loellingite, que chegam a atingir cerca de 3 mm. Podem ser observados testemunhos de duas fases de deformação, sendo mais penetrativa uma xistosidade de crenulação que transpõe quase totalmente uma anisotropia tectónica prévia. Intercalados nos metassedimentos, existem corpos de anfibolitos. Nestes metabasitos, a paragénese de pico metamórfico é: plagioclase + hornblenda + quartzo + opacos ± biotite. Estão presentes outras fases



minerais, algumas em abundância, mas que representam, normalmente, processos de intensa transformação retrógrada. Estas amostras apresentam texturas granonematoblástica e granonematolepidoblástica. O aspeto granonematoblástico é dado pela associação anfíbola-plagioclase-quartzo, em que os grãos prismáticos de anfíbola se dispõem segundo uma orientação preferencial. A esta característica adiciona-se, quando a biotite é relativamente abundante, a existência de domínios lepidoblásticos definidos pela mica. Os minerais opacos, que apesar de não constituírem fases tão importantes como as acima referidas, também se encontram segundo a referida orientação. Microestruturalmente, a anisotropia dominante é, tal como nos metassedimentos, uma xistosidade de crenulação. As duas fases de deformação dúctil identificadas nos metassedimentos e nos anfíbolitos deverão corresponder às fases variscas D1 e D2 do autóctone da ZOM, consideradas de idades devónica superior e carbónica inferior (Ribeiro *et al.*, 2010). Quanto às rochas intrusivas graníticas, elas apresentam uma associação mineralógica, que pode, de forma geral, ser definida por quartzo + microclina + plagioclase + moscovite  $\pm$  opacos  $\pm$  biotite  $\pm$  zircão  $\pm$  apatite  $\pm$  turmalina  $\pm$  silimanite. As texturas dos granitos estudados são seriadas xenomórficas a hipidiomórficas, essencialmente definidas por grãos de quartzo e feldspatos cujos tamanhos variam entre 0.2 e 1.5 mm. Pontualmente, ocorrem alguns cristais de microclina que atingem os 3 mm e revelam tendência poiquilítica. Os testemunhos de deformação nestas rochas são escassos. No entanto, há casos de subgranulação, tanto no quartzo como nos feldspatos. Observam-se ainda *kink-folds* nas moscovites, de forma muito localizada, principalmente associadas a fraturas ao longo das quais também ocorreu cataclase acompanhada de subgranulação e recristalização em

quartzo e feldspato (Lopes, 2015). Estes testemunhos de deformação fraca, poderão relacionar-se com a atuação da D3, de provável idade pensilvaniana (Ribeiro *et al.*, 2010).

Os elevados valores de  $\text{SiO}_2$  (entre 73.75 e 75.37%) revelam que os granitos estudados se tratam de rochas muito diferenciadas, o que é também apoiado pelos baixos teores de CaO (0.38 a 0.77%), MgO (0.22 a 0.43%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$  (1.18 a 1.82%), MnO (0.03 a 0.04%) e  $\text{TiO}_2$  (0.05 a 0.12%). Quanto à razão A/CNK, ela varia entre 1.17 e 1.31, testemunhando o caráter fortemente peraluminoso destas rochas, o que permite, juntamente com as suas características mineralógicas, considerá-las como granitos de tipo S.

### Geologia isotópica e conclusões

No que se refere às composições isotópicas de Sr e Nd, os anfíbolitos distinguem-se claramente das outras litologias estudadas. Com efeito, as amostras de metabasitos, em contraste com todas as restantes, apresentam valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$ , quer para idades variscas ( $+2.9 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq +4.3$ ), quer para idades neoproterozoicas ( $+3.3 \leq \epsilon\text{Nd}_{600\text{Ma}} \leq +5.1$ ). Os valores de  $\epsilon\text{Sr}$  também são positivos ( $+74 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +119$ ;  $\epsilon\text{Sr}_{600\text{Ma}} \sim +34$ ). Os basaltos de arco podem afastar-se do “Mantle Array” para valores relativamente enriquecidos em Sr radiogénico (e.g.: DePaolo, 1988; Dickin, 2005; Faure & Mensing, 2005). Contudo, não é habitual atingirem-se valores tão positivos de  $\epsilon\text{Sr}$  (Fig. 1), exceto com alguma interferência pós-magmática causada por fluidos crustais.

A utilização do diagrama  $\epsilon\text{Nd}$  vs.  $\epsilon\text{Sr}$  (Fig. 1) permite verificar que os dados das amostras de granitos se projetam em dois grupos separados, em função da zona de proveniência ser Casas Novas ou Chaminé.

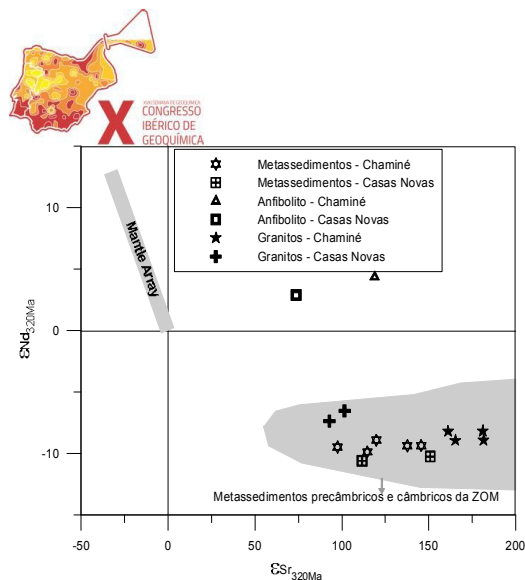


Fig. 1 – Projeção das composições isotópicas de Sr e Nd iniciais (calculadas para uma idade de 320 Ma) expressas em valores de  $\epsilon$ . Campo de metassedimentos da ZOM (a cinzento) segundo Casquet & Galindo (2004), adaptado de Moita et al. (2009).

Essa separação deve-se principalmente às diferenças nos valores de  $\epsilon$ Sr, o qual é mais baixo em Casas Novas ( $+93 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +102$ ) do que em Chaminé ( $+161 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +182$ ). Na composição isotópica de Nd, também não há sobreposição, embora o afastamento seja pequeno ( $-7.4 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -6.7$ , em Casas Novas;  $-9.0 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -8.2$ , em Chaminé). Os metassedimentos ( $-10.6 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -8.9$ ;  $+98 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +151$ ) espalham-se entre as projeções ocupadas pelos dois grupos de granitos. No seu conjunto, os granitos e os metassedimentos agora estudados parecem ocupar, no diagrama da Fig. 1, uma área contínua, a qual, por seu turno, está dentro do campo já definido para os metassedimentos precâmbrios e câmbrios da ZOM (e.g.: Casquet & Galindo, 2004; Moita et al., 2009). Assim, os granitos têm uma assinatura indicando uma forte relação com fontes metassedimentares, as quais provavelmente serão composicionalmente muito semelhantes aos metapelitos encaixantes. Os dados isotópicos confirmam, deste modo, as conclusões obtidas com base na petrografia e na geoquímica elementar de que os granitos estudados são do tipo S. No caso dos de Chaminé eles serão

puramente anatéticos. No caso dos de Casas Novas, poder-se-á colocar a hipótese de a sua localização nos diagramas  $\epsilon\text{Nd}$  vs.  $\epsilon\text{Sr}$  se dever ao efeito de fundidos anatéticos se terem misturado com pequenas proporções de magmas mais máficos. Contudo, o campo de composições metassedimentares apresentado por Casquet & Galindo (2004) estende-se até à área onde se projetam os granitos de Casas Novas (Fig. 1), pelo que estes também poderão representar fundidos anatéticos sem mistura. A verificar-se a última hipótese, teriam existido duas fontes metassedimentares diferentes para os magmas representados em Chaminé e Casas Novas.

### Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, através dos projetos Petrochron (PTDC/CTE-GIX/112561/2009) e Geobiotec (UID/GEO/04035/2013), e pela empresa Colt Resources.

### Referências

- Carvalho, A., Zbyszewski, G., 1994. *Carta Geológica de Portugal 1:50.000 - Notícia explicativa da folha 35-D, Montemor-o-Novo*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 86 pp.
- Casquet, C., Galindo, C., 2004. Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa-Morena. In: Vera, J. A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 194-199.
- DePaolo, D.J., 1988. *Neodymium Isotope Geology: an Introduction*. Springer, New York, 187 pp.
- Dickin, A. P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 492 pp.
- Faure, G. & Mensing, T.M. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*, 3<sup>rd</sup> edition. John Wiley and Sons, Hoboken, 897 pp.
- Lopes, L. 2015. *Litogeoquímica na Área de Concessão da Boa Fé (Colt Resources)*. Tese de Mestrado, Universidade de Aveiro, 152 pp.
- Moita, P., Santos, J.F., Pereira, M.F., 2009. Layered granitoids: interaction between continental crust recycling processes and mantle-derived magmatism. Examples from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). *Lithos* 111, 125-141.
- Pereira, M., Chichorro, M., Moita, P., Brandão Silva, J. & Santos, J. F., 2013. Maciço de Évora. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.) *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, Lisboa, pp. 551-575.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P.E., Araújo, A., Pedro, J.C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G. & Jesus, A. 2010. Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research* 17, 408-421.